

## Génesis de los depósitos de hierro del suroeste de la provincia de Badajoz: mina Monchi.

Por CASILDA RUIZ GARCIA (\*)

### RESUMEN

La mina "Monchi", situada próxima al contacto del batolito de Burguillos del Cerro con las rocas de carbonatos de la Sierra del Cordel, presenta una metalización ferrífera epigenética de skarn.

Se establece un método de trabajo para llegar al conocimiento de la génesis del depósito. Con este objeto, se hace el estudio petrográfico - metalogénico de nuestras tomadas en el campo, a partir de testigos de sondeo y en el interior de la mina.

La metalización ferítica (magnetita), se ha depositado posteriormente a la roca eruptiva y a los silicatos del skarn y con anterioridad a los sulfuros.

Se diferencian tres fases: silicatada, ferrífera y sulfurada, con un descenso gradual de la temperatura de la primera a la última.

La temperatura correspondiente a la metalización ferrífera es inferior a los 500° C y la de los sulfuros a los 300° C.

Se determina el origen del hierro para la formación del depósito. Se comprueban procesos de asimilación los cuales nos permiten deducir que el enriquecimiento en hierro ha tenido lugar al digerir la magma masas de material ricas en este elemento.

### RESUMÉ

La mine "Monchi" se trouve proche au contact entre le batolite de "Burguillos del Cerro" et les roches de carbonates de la "Sierra del Cordel". Elle présente une métallization épigénétique de fer en skarn.

On établit une méthode de travail pour savoir la genèse du dépôt en effectuant l'étude pétrographique - métallogénique des échantillons pris dans les forages, dans l'intérieur de la Mine et sur le terrain.

La minéralization de fer (magnétite) est postérieure à la roche eruptive et aux silicates de skarn et antérieure aux sulfures.

Nous pouvons différencier trois phases: une de silicates, une autre de fer et la dernière de sulfures avec une diminution graduelle de la température de la première à la dernière phase.

La température de la phase du fer est inférieure aux 500° C et celle des sulfures aux 300° C.

Nous déterminons l'origine du fer qui a donné lieu à la formation du dépôt. Nous démontrons l'existence de procès d'assimilation dans le magma. Ceux-ci nous permettent déduire que l'enrichissement en fer est dû principalement à la digestion de matériels riches en cet élément.

### ABSTRACT

The Monchi mine near contact between the "Burguillos del Cerro" batholith and carbonates rocks the "Sierra del Cordel", shows an iron epigenetic metallization of skarn.

A working method is established in order to get to know the genesis of the deposit. On this purpose we make a metallogenic petrographic study of the specimens obtained from the field, investigation corings and inside the mine.

(\*) Laboratorio de Petrografía y Metalogenia del IGME.

The iron metallization (magnetite) has taken place after the eruptive rock and the skarn silicates and before the sulphides.

Three phases have been determined: silicate, iron and sulphide phases, with a gradual decrease of temperature from the first one to the last.

The temperature for the iron metallization is under 500° C and for the sulphide one under 300° C.

We establish the origin of iron for the deposit formation. We demonstrate assimilation processes, which let us think that the enrichment of iron has occurred when the magma engulfed masses of material which are rich in this element.

## INTRODUCCION

La mina "Monchi" pertenece a la provincia metalogénica del Suroeste de España, que abarca parte de las provincias de Badajoz, Huelva y Sevilla.

Es un depósito de skarn cuya mena es la magnetita. El hecho de que la magnetita no sea fosforosa lo hace especialmente interesante ya que en la actualidad es la mena de hierro más solicitada, por su fácil localización por métodos geofísicos y su concentración por métodos magnetométricos.

Sobre la génesis de esta mina se han dado diferentes teorías hasta el momento. GASCÓN MIRAMÓN (1904) considera que los criaderos de Burguillos tienen la siguiente génesis: 1) segregación magmática anterior a la consolidación de la roca eruptiva (lo que metalogénicamente se considera como una desmezcla en el fundido); 2) alteración y transformación de las rocas ricas en materiales ferríferos; 3) concentración de las inclusiones por metamorfismo secundario.

ROSO DE LUNA, I. (1955) deduce que el yacimiento es de génesis pneumatolítica de transición entre la deposición ortomagmática y la hidrotermal; en las regiones donde las condiciones de presión y temperatura fueron menores, puede pasarse a deposición hidrotermal, dando origen a depósitos de hematites.

ARRIBAS, A. (1962) clasifica el yacimiento de Burguillos como un tipo intermedio entre los yacimientos pirometasomáticos tipo Mary Kathleen y los clásicos yacimientos de contacto con magnetita, tipo Banato (Rumania). Este autor defiende, como Roso de Luna, una génesis espigénica para la mineralización de la mina "Monchi".

Llega a las conclusiones siguientes: la metalización se produjo como consecuencia del metamorfismo de contacto entre las calizas y el completo diorítico-monzonítico de Burguillos. El hierro se for-

mó durante la fase pneumatolítica que siguió al emplazamiento de sienitas anfibólicas en el contacto. Lo que no sólo supone una acción de sustitución pneumatolítica.

PASTOR MENDIVIL, M. y DOETSCH, J. (1965), estudian las minas de hierro y manganeso de la zona meridional de Badajoz. Sobre la génesis de las menas de hierro, los autores ponen de manifiesto la dificultad de dar una única teoría general de formación.

Los autores descartan el origen magmático. Se inclinan por una acción pneumatolítica de contacto con acompañamiento hidrotermal.

## SITUACION

La mina "Monchi" está próxima al pueblo de Burguillos del Cerro, y al Oeste del mismo. El acceso a ella está en un ramal que parte, con dirección Norte de la carretera de Burguillos del Cerro a Jerez de los Caballeros.

Se localiza en las proximidades del contacto de las calizas de la sierra del Cordel, con el batolito granítico postectónico de Burguillos del Cerro. Corresponde a las antiguas denominaciones "Aurora" y "Consuelo".

La metalización puede considerarse constituida por cinco bandas o lentejones, que tienen las siguientes longitudes aproximadas, del más septentrional al más meridional: 120 m., 60 m., 20 m., 20 m., y 200 m., según mostramos en la figura 1.

La dirección de las bandas metalizadas concuerda aproximadamente con la de las calizas de la sierra del Cordel, es decir, N 20° E. Su buzamiento también coincide con el de las calizas adyacentes y es de unos 75 a 80° hacia el E, como también se observa en el corte transversal que de la mina presentamos en la figura 2.

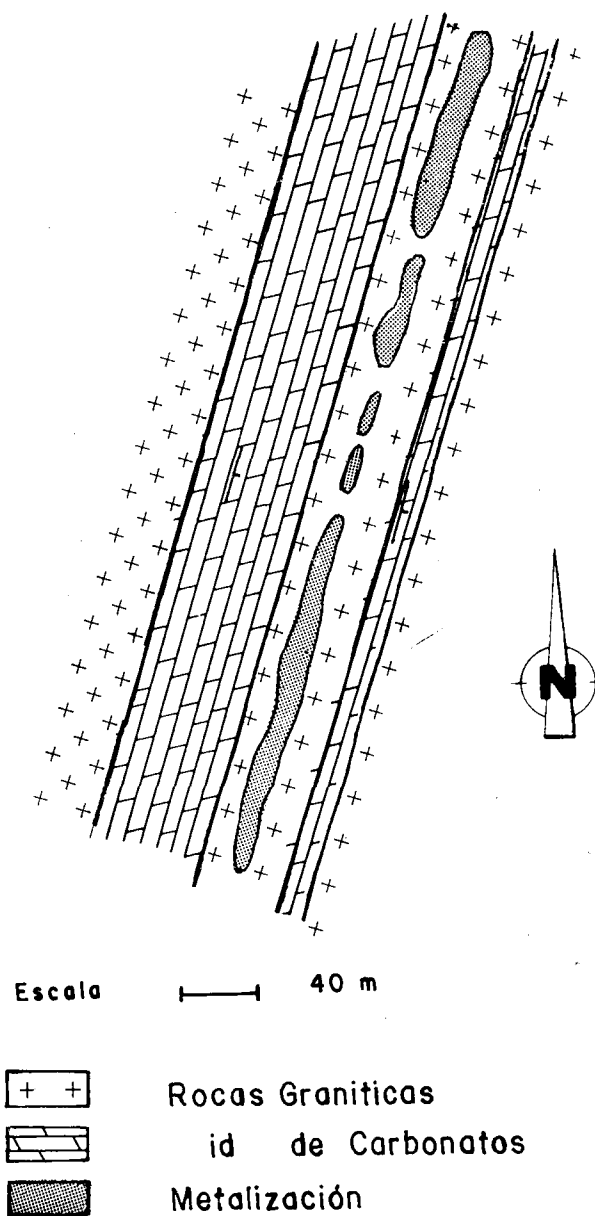


Figura 1

Vista en planta de la metalización de mina "Monchi".

### PROBLEMAS GENERALES

La estrecha relación espacial que existe entre roca eruptiva y depósito de hierro, hace que este depósito pertenezca, en primera aproximación, a la categoría de depósito de contacto. Esto nos lleva a intentar resolver, los problemas que existen sobre la génesis de este tipo de criadero, fundamentalmente la procedencia del hierro.

Hasta hace poco tiempo se ha venido pensando que los depósitos ferríferos de skarn, que abarcan el 7 por 100 de la producción mundial de este metal, se han originado por reacción de los fluidos pneumatolíticos con la roca de caja. De esta forma supone ROSO DE LUNA, I. (1955) que se han formado los criaderos de hierro de la zona estudiada, cuando dice textualmente: "Los criaderos son de génesis pneumatolítica de transición entre la deposición ortomagmática y la hidrotermal". Análogamente se expresa ARRIBAS, A. (1962): "El hierro se formó durante la fase pneumatolítica que siguió al emplazamiento de las sienitas anfibólicas en el contacto."

Estos autores suponen, a la vista de lo expuesto, que el hierro procede de la roca eruptiva, que en la zona estudiada es una roca de tipo granítico, tan sólo modificada en las inmediaciones del contacto.

La procedencia del hierro a partir de la roca eruptiva, tal y como los anteriores autores lo consideran, es hoy muy debatida por los representantes de la Escuela Singenetista que dicen, y con razón, que difícilmente un magma pobre en hierro, como el granítico que tiene un máximo del 4 por 100 en hierro, puede originar las acumulaciones ferríferas que se encuentran en las metalizaciones que se han venido denominando metasomáticas de contacto.

Una característica de los depósitos de este tipo, es su asociación con formaciones de skarn y está universalmente admitido que se forma a altas presiones y temperaturas, por reacción de fluidos de naturaleza magmática con las rocas calcáreas o morgosas de la envolvente metamórfica. Esto produce, casi universalmente, una desilicificación de la roca granítica que, al asimilar hierro y otros materiales de la aureola metamórfica, al mismo tiempo que aporta sílice para la formación de los minerales del skarn, se tornea en roca más pobre en sílice, sienítica o aún más básica, monzonítica, cuarzo-diorítica o incluso diorítica.

Todo esto concuerda con lo que dicen OELSNER, O. y KRÜGER, E. (1968), cuando afirman que los depósitos de hierro suelen ir más unidos a rocas de tipo sienítico que a rocas de tipo granítico, ya que las rocas sieníticas se han originado por asimilación de material rico en hierro y pobre en sílice y alcalis.

Por tanto, a nuestro juicio, existen dos características esenciales en la formación de depósitos pneumatolíticos de contacto: la presencia de mine-

rales de skarn y la disilicificación de la banda marginal de la roca plutónica que, más que portadora, es modificadora de un material ya existente.

Los problemas fundamentales en relación con este tipo de depósitos se refieren a la procedencia o fuente del metal que les ha originado y a la temperatura de formación de los mismos.

### METODO DE TRABAJO

El procedimiento de investigación depende en gran parte de las relaciones del depósito, así como de la distribución de la mena de hierro dentro del yacimiento.

La estructura geológica de esta mina, presentada en las dos figuras adjuntas (figs. 1 y 2), justifica que su investigación se haya efectuado por medio de sondeos inclinados, distribuidos en la superficie del depósito, sensiblemente perpendiculares al buza-

La analogía de los materiales cortados por los sondeos al atravesar las distintas unidades, nos permite resumir de forma sucinta, por medio de un corte transversal (fig. 2), los resultados obtenidos a partir de la investigación de los testigos, una vez hechas las correspondientes correlaciones.

Se ha hecho el estudio petrográfico-metalogénico de muestras tomadas a partir de los sondeos de investigación, en el campo y en el interior de la mina, centrando nuestro interés en el problema genético.

Respecto al estudio de las metalizaciones en probeta pulida, hemos dividido los minerales metálicos en primarios y secundarios, es decir, originados a partir de los primarios; en los minerales secundarios hemos colocado entre paréntesis el primario o primarios, a partir del cual se ha originado.

Después de esta primera división de los minerales, los hemos subdividido según su abundancia, en

### Corte "MINA MONCHI"

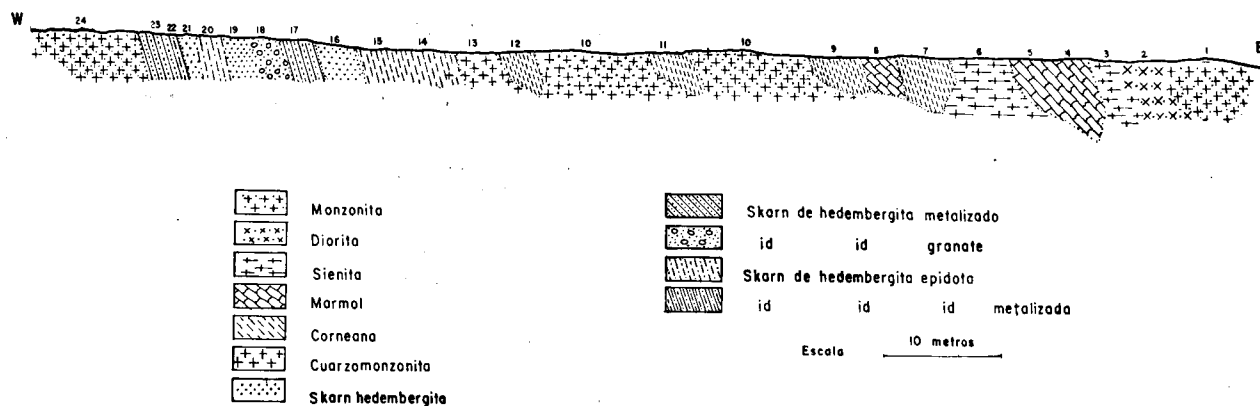


Figura 2

miento de las masas metalizadas, es decir, están dirigidos de E a W con una inclinación de 40° con la vertical. Para el mejor desarrollo de nuestro trabajo los sondeos han proporcionado una recuperación superior al 90 por 100 del volumen total del sondeo, la cual es muy superior a la que exigen los autores soviéticos, STAMMBERGER, F. (1965), página 50, que sugieren un mínimo de un 80 por 100 de recuperación para que la investigación del depósito pueda ser efectuada por este método.

principales o accesorios, y dentro de cada grupo han sido enumerados, primero los minerales de hierro, y después los restantes, siempre en orden de abundancia decreciente.

Las medidas de microdureza han sido obtenidas con un microdurómetro Leitz.

Los valores de reflectividad se han medido en tantos por ciento con un fotómetro multiplicador Leitz y filtro verde ( $\lambda = 546$ ).



## PETROGRAFIA

El estudio petrográfico corresponde a los diferentes materiales que se atraviesan antes y después de cortar la metalización.

En el corte se representan los distintos materiales numerados.

1. *Monzonita*.—Textura hipidiomorfa. Feldespato potásico ortosa 42,1 % ( $2V_x=60-66^\circ$ ), plagioclasa 37,2 % ( $An_{20-24}$ ) oligoclasa maclada por varias leyes; en cantidad accesoria, hornblenda 9,5 %, biotita 6,3 %, cuarzo 2,8 % y apatito en cristales idiomorfos y bien desarrollados, circón, esfena, anfíbol de la serie tremolita-actinolita ( $2V_x=80-84^\circ$ ) y minerales opacos, en conjunto alcanzan 2,1 %; existen filoncillos de carbonato de un espesor de 0,75 milímetros y de clorita de 0,03 mm atravesando la roca, claramente posteriores a ella. Hay zonas de esta monzonita que han sufrido efectos cataclásticos, los cuales han originado una textura en mortero y en estas zonas trituradas es donde principalmente se sitúa la biotita con especial abundancia, lo cual no debe extrañarnos, ya que la biotita es un "stress mineral", HARKER, A. (1974), pág. 148.

Estas rocas contienen un enclave de una corneana cuarzofeldespática muy rica en biotita ferrífera parda pleocroica, que muestra un borde de reacción en contacto con la monzonita, lo que es una prueba de la existencia de procesos de contaminación o asimilación en mayor o menor escala de la roca sedimentaria por parte de la roca plutónica adyacente. Otra prueba evidente de que han exis-

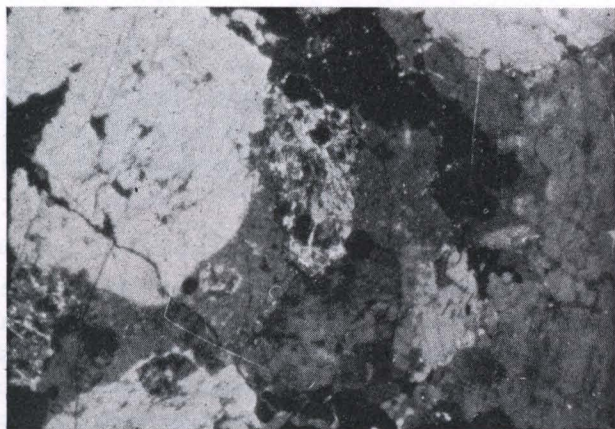


Figura 3

Cristal de cordierita (en el centro), que pone de manifiesto un proceso de asimilación (X36, NX)

tido estos fenómenos, es la aparición de bellos cristales de cordierita en el interior de la roca plutónica (fig. 3).

2. *Diorita*.—Textura hipidiomorfa en mortero (fig. 4). Plagioclasa 49,4 % ( $An_{30-35}$ ) andesina maclada y zonada, biotita 32,8 %, componentes accesorios, hornblenda 8,3 %, feldespato potásico 4,9 %, cuarzo 3,4 % y apatito, minerales opacos, clorita y moscovita 1,26 %.

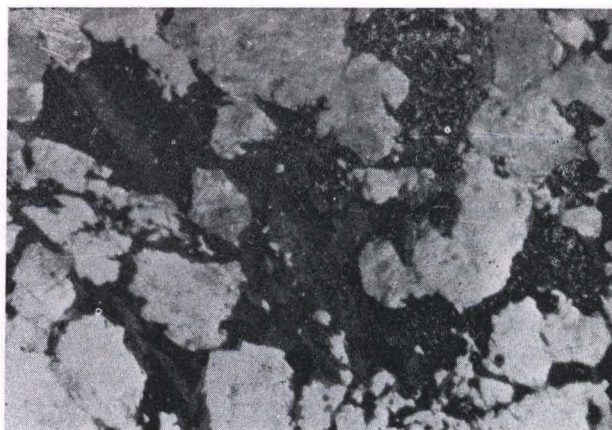


Figura 4

Diorita con alto contenido en ferromagnesianos (biotita) (X36, N/I).

3. *Sienita alcalina*.—Está formada por cristales de micropertita microclínica maclados en parrilla y, según Carlsbad, con  $2V_x=81,5^\circ$  con la albita orientada ópticamente y de augita egirínica  $2V_x=88^\circ$  y  $ZAC=20^\circ$ , lo cual corresponde a un piróxeno alcalino con un 60 % de molécula de augita, se presenta este mineral en cristales hipidiomorfos bien desarrollados, de color verde, que por pleocroismo pasa a un verde más claro con tinte amarillo. La plagioclasa tiene cristales poco desarrollados, que se sitúan en las zonas intersticiales entre los cristales de pertita; accesoriamente hay cuarzo, apatito, biotita y minerales opacos. Esta sienita es una roca saturada que no contiene sílice libre, en contraposición con todas las anteriores.

4. *Mármol*.—Compuesto principalmente de carbonato cálcico y brucita, casi en la misma proporción; accesorios, serpentina, forsterita, periclase y minerales opacos. La brucita tiene secciones de contornos irregulares formadas por agregados laminares curvados con extinción radiada, que dan la sen-



sación de agregados fibrosos; es el producto de alteración de la periclasa, de la que queda una única sección pequeña de color pardo, exfoliación cúbica, isótropa, y que está rodeada por brucita en forma de roseta. Hay secciones de forsterita transformándose en serpentina y secciones de este mineral pseudomórficas de forsterita, ya que la serpentina es secundaria de forsterita. Todos los minerales de esta roca, con excepción del carbonato cálcico, son producto de metamorfismo de contacto.

5. *Mármol dolomítico*.—Formado por dolomita y serpentina principalmente; el carbonato presenta textura suturada; minerales accesorios son forsterita, que ha pasado en su mayor parte a serpentina y minerales opacos.

Estas zonas de carbonatos no son sino enclaves en la roca eruptiva.

6. *Sienita*.—Menos alcalina que la descrita. Formada por feldespato potásico microclina y plagioclasa oligoclasa; el primero se presenta en cristales desarrollados, a veces hipidiomorfos, con maclas en parrilla y de Carlsbad, siempre pertítico; la plagioclasa mucho menos abundante, está alterada en sericita; son minerales accesorios, cuarzo, biotita, hornblenda, circón, apatito y minerales opacos. El cuarzo es siempre intersticial, la hornblenda se presenta en cristales más desarrollados que la biotita y el circón es siempre idiomorfo.

7. *Corneana feldespática*.—Con biotita ferrífera parda muy abundante y diópsido en menor proporción; la alanita es accesorio. Esta corneana es un enclave del que se pueden sacar las mismas conclusiones que dedujimos del estudio del enclave corneánico en una monzonita ya descrita.

8. *Mármol*.—Formado por carbonato magnésico con brucita y serpentina como componentes principales; accesorios: forsterita, periclasa y minerales opacos. Se observan granos de forsterita con serpentización incipiente. La periclasa, en proporción escasísima, se presenta en granos isométricos de color amarillo parduzco e isótropos.

9. *Corneana feldespática*.—Formada principalmente por plagioclasa ( $An_{35}$ ) andesina maclada, y clinopiroxeno diópsido ( $2V_z=55^\circ$ ;  $Z\Delta C=39^\circ$ ); minerales accesorios son biotita y opacos.

Claramente posteriores a todos los minerales de estas corneanas, se observan bandas y zonas irre-

gulares de feldespato potásico que atraviesa a los minerales de la corneana, especialmente a plagioclasa y piróxeno. Como este feldespato potásico no es mineral primario de las corneanas estudiadas, creemos que se trata de un aporte alcalino de la roca plutónica, que contiene este mineral, a las rocas metamórficas.

10. *Monzonita*.—Formada por plagioclasa ( $An_{20-24}$ ) oligoclasa, maclada, zonada y alterada parcialmente a sericita, feldespato potásico, hornblenda y biotita. En la parte central de esta unidad existe hiperstena ( $2V_x=76^\circ$ ;  $Z//C$ ) corresponde a una hiperstena de contenido en enstatita de 78 % (broncita, fig. 5). Minerales accesorios son circón, apatita,

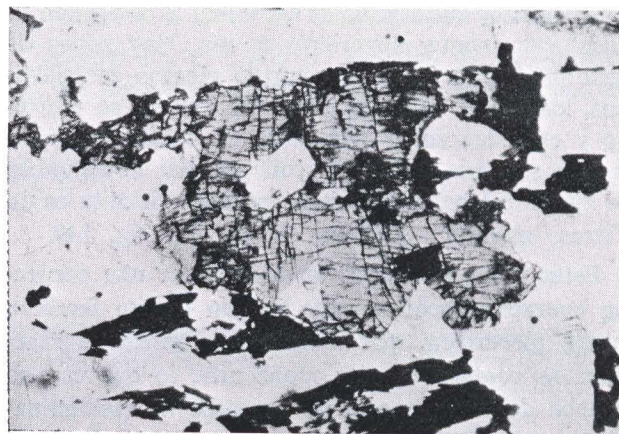


Figura 5

Presencia de broncita en la roca eruptiva, indicando procesos de contaminación (X36, N//)

to y opacos. Exceptuando la parte oriental de esta unidad, en el resto la biotita es mineral principal. El cuarzo está en cantidad accesorio, menos en la zona occidental de esta unidad (cuarzomonzonita, 13).

11. *Corneana*.—Estas corneanas son enclaves que siguen la dirección regional NNE-SSW. Textura granoblástica, con tamaño de grano mucho más reducido que sus acompañantes ígneas (fig. 6); componentes principales, plagioclasa ( $An_{35}$ ) andesina maclada, biotita y piróxeno diópsido ( $2V_z=54,5^\circ$ ;  $Z\Delta C=39^\circ$ ); componentes accesorios son apatito, anfíbol y minerales opacos.



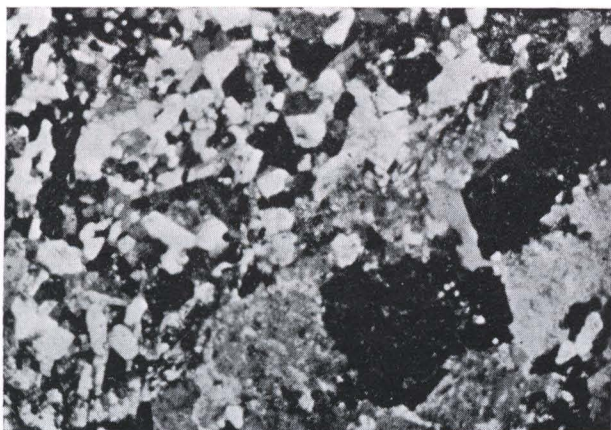


Figura 6

Contacto entre corneana y roca plutónica. Obsérvese la diferencia de tamaño de grano (X36, NX)

12. *Corneana plagioclásico-biotítica* (fig. 7). Son enclaves de textura idéutica a los que acabamos de describir, pero con ausencia de piróxeno; contienen bandas y secciones de feldespato potásico que suponemos aportado por la roca monzonítica adyacente.



Figura 7

Enclave de corneana de plagioclasea y biotita (X36, N//)

14. *Coneana*.—Muestra orientación dimensional muy marcada. Se compone fundamentalmente de cuarzo, clinopiróxeno de la serie diópsido-hedembergita ( $2V_z=56^\circ$ ;  $Z\Delta C=40^\circ$ ), que corresponde a un término próximo al extremo magnesiano, con 89 por 100 de diópsido, débilmente pleocroico en

rosa, biotita y anfíbol hornblenda; minerales accesorios son plagioclasea, circón, esfena y opacos.

La orientación dimensional que se observa en la roca, es paralela al primitivo plano de estratificación, pues al movernos perpendicularmente al mismo se observa un marcado cambio de composición mineralógica, con predominio de bandas piroxénicas, anfibólicas y plagioclásicas.

15. *Corneana biotítico-feldespática*.—Plagioclasea ( $An_{33}$ ) andesina y biotita, que varía de hipidiomorfa a alotriomorfa, son componentes principales; minerales accesorios: circón, clorita y opacos.

Todas estas corneanas muestran zonas muy ricas en feldespato potásico que suponemos procede, como ya hemos mencionado, de las rocas ígneas adyacentes, pues estas rocas son deficitarias en  $K_2O$  como también lo eran en sílice y, por el contrario, estos óxidos se encuentran profusamente distribuidos en monzonitas y cuarzomonzonitas.

16. *Skarn*.—Compuesto esencialmente por clinopiróxeno de la serie diópsido-hedembergita ( $2V_z=64^\circ$ ;  $Z\Delta C=47^\circ$ ), que corresponden al extremo ferrífero de la serie, es decir, a hedembergita; presenta color verde con pleocroísmo de verde a verde amarillento parduzco y menor proporción de plagioclasea ( $An_{37}$ ) andesina y piróxeno diópsido de tamaño muy inferior a hedembergita, destaca de ésta por su color débilmente rosado, casi incoloro. Mineral accesorio, apatito.

Se observan fenómenos de potasificación con distribución irregular, les atribuimos el mismo origen que dimos al hablar de las corneanas.

Distribuidos en la matriz de estas rocas, y también a lo largo de vetas discordantes, existen numerosas secciones de minerales opacos, magnetita y piritita, que incluso pueden ser considerados componentes principales. Son de formación claramente posterior a hedembergita y plagioclasea, pues ocupan posiciones intersticiales respecto a las mismas.

17. *Skarn de hedembergita metalizado*.—Está constituido por hedembergita y plagioclasea ( $An_{37}$ ) andesina en menor proporción; los minerales metálicos son siempre posteriores a hedembergita y plagioclasea y aparecen siempre en tamaños más reducidos que la primera.

El contenido en minerales metálicos aumenta progresivamente según avanzamos hacia el Oeste en el skarn de hedembergita, que más que hedembergita son cristales compuestos hedembergita-hornblenda con el piróxeno ocupando el núcleo y



parte principal del cristal y la hornblenda verde en zonas periféricas. Los metálicos, magnetita y pirrotina, son intesticiales y posteriores a la hedembergita (fig. 8). La hornblenda marginal a la hedembergita es posterior a ésta y fundamentalmente anterior a la metalización ferífera (fig. 9). Tan sólo una hornblenda verdosa que aparece en estrechas vetillas, es posterior a los minerales metálicos. Continúan observándose los fenómenos de potasificación distribuidos de forma irregular.

18. *Skarn de hedembergita y granate*.—Tiene abundancia de metálicos, fundamentalmente pirrotina; en cantidad accesoria, hay alanita.

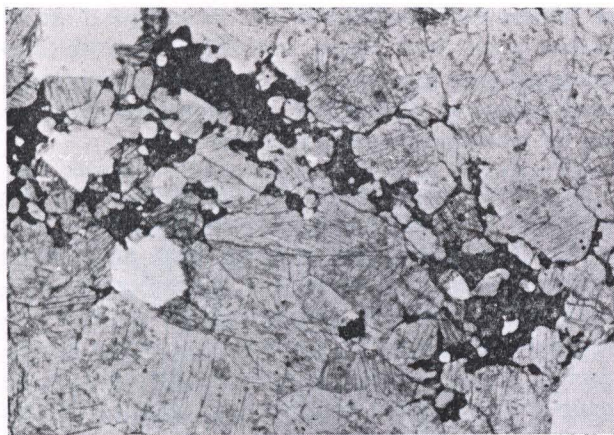


Figura 8

Skarn de hedembergita en minerales metálicos intersticiales y posteriores a este piroxeno. Obsérvense las secciones basales del piroxeno (X36, N//)

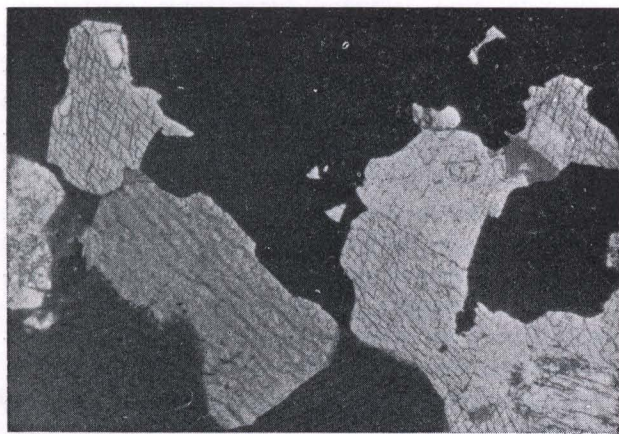


Figura 9

Hornblenda y magnetita asociadas. Obsérvese cómo la magnetita penetra en la hornblenda (X90, N//)

El granate ha sido determinado a partir de los valores siguientes:

Índice de refracción,  $N=1,83$ .

Tamaño de la celdilla unidad,  $a=11,97 \text{ \AA}$ .

Densidad,  $G=3,77$ .

Los cuales han sido llevados a proyección en el diagrama presentado por HUTCHISON, C. S. (1974), pág. 210, y después de los cálculos correspondientes, ha resultado ser un granate tipo andradita, con parte de grosularia. Exactamente andradita=62,7 por 100 y grosularia=37,3 por 100.

Los minerales metálicos siguen siendo posteriores a los silicatos anhidros (fig. 10).

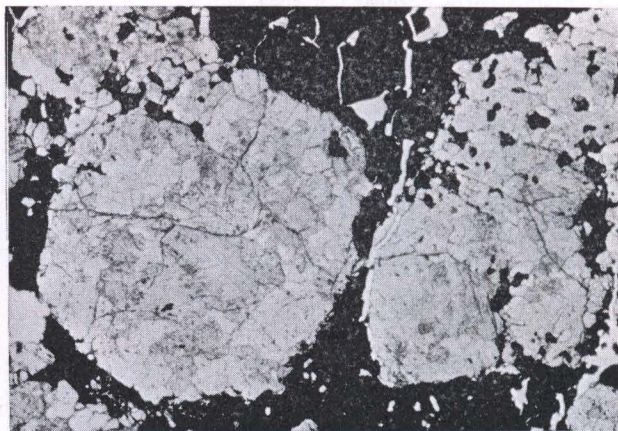


Figura 10

Skarn de hedembergita y andradita impregnado por minerales metálicos posteriores (X36, N//)

Existen vetas de clorita y calcita que atraviesan a todos los minerales de este skarn.

19. *Skarn de hedembergita*.—Contiene cierto porcentaje de metálicos intesticiales y posteriores a hedembergita.

20. *Skarn de hedembergita y epidota*.—Epidota ( $2V_x=86^\circ$ ). Mineral accesorio, alanita. El diópsido magnesiano, menos frecuente que la hedembergita, es incoloro, y se presenta orlado por hornblenda verde.

21. *Skarn de hedembergita*.—Tiene hornblenda y alanita en menor proporción. La hornblenda, que siempre orla a la hedembergita, se ha formado con posterioridad a este último mineral. Continúan los fenómenos de potasificación. Son frecuentes las secciones intersticiales de minerales metálicos, cla-



ramente posteriores a hedembergita y hornblenda. En la zona central de esta unidad, existe un enriquecimiento de alanita, que se presenta en cristales bien desarrollados, hipidiomorfos, y con frecuencia maclados (fig. 11); presenta su característico color pardo rojizo, con intenso pleocroísmo,  $x$ =incoloro,  $y$ =pardo algo amarillento,  $z$ =marrón oscuro algo rojizo. La alanita es posterior a hedembergita y an-

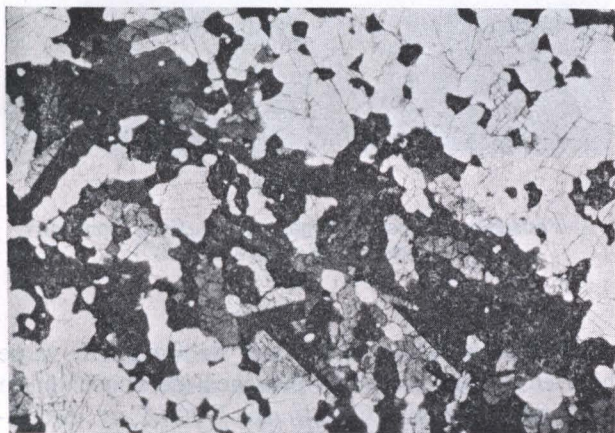


Figura 11

Alanita, con característicos colores de pleocroísmo, asociada a magnetita en skarn (X36, N//)

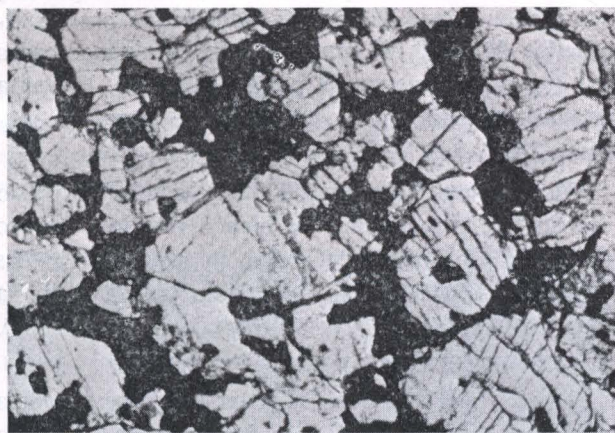


Figura 12

Skarn de epidota con magnetita intersticial y posterior (X90, N//)

terior a los minerales metálicos, que ocupan una posición intersticial respecto a la alanita.

22. *Skarn de epidota y hedembergita metalizado*.—Los minerales metálicos (magnetita principalmente y pirrotina en cantidad accesorio) son abundantes y posteriores a epidota (fig. 12). Minerales

accesorios, son plagioclasa y cuarzo. Algunas estrechas vetas de hornblenda verde son posteriores a la epidota y a los minerales metálicos.

23. *Skarn de hedembergita metalizado*.—La hedembergita va acompañada de hornblenda verde que la orla. Se observa el mismo orden paragenético: hedembergita-hornblenda-minerales metálicos-vetas de hornblenda verde. La metalización está constituida principalmente por magnetita y pirrotina.

24. *Monzonita*.—Textura hipidiomorfa granular, de grano muy superior al de las corneanas que engloba. Feldespato potásico ortosa perfitico 41,1 %, plagioclasa oligoclasa 37,2 %, y hornblenda 10,5 %, son componentes principales; biotita 5,3 %, cuarzo 2,8 % y minerales opacos, circón y alguna sección de alanita forman el 2,1 %, como minerales accesorios. Los enclaves de corneana que contienen, muestran bordes de reacción que sugieren un intercambio de material entre la roca sedimentaria y la ígnea.

Dentro de estas rocas monzoníticas hay zonas con especial enriquecimiento en ferromagnesianos, hornblenda o biotita (fig. 13).

Algunas monzonitas de este "stock", fundamentalmente las de la banda marginal en contacto con el skarn, presentan abundantes secciones de diópsido, que no es mineral normal en las monzonitas de las zonas anteriores; atribuimos la presencia de este piróxeno a fenómenos de contaminación e interacción de materiales entre roca ígnea y las rocas metamórficas adyacentes.



Figura 13

Monzonita con zonas de especial enriquecimiento en ferromagnesianos, biotita (X36, N//)



## METALIZACION

Vamos a tratar en particular de la metalización económica que se explota en el skarn. Dicha metalización está formada por los siguientes materiales:

*Minerales primarios.*—Esencial: magnetita.

Principales: Vonsenita, pirrotina y lollingita.

Accesorios: Ilvaíta, pirita, calcopirita, cobaltina y bismuto-bismutina.

*Minerales secundarios.*—Hematites (magnetita), limonita (pirita y magnetita), pirita (pirrotina) y marcasita (pirita).

**Magnetita:**  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Es el único mineral que se explota en la mina. Se presenta con textura en mosaico granoblástico; a veces en alternancia fajeada con vonsenita y lollingita. Los diámetros medios de sus granos, oscilan entre 1 mm y 0,07 mm. Tiene buen pulido y se reconocen los cruceros (111) y (100).

Microdureza Vickers=514-579. Su color es gris; es isótropa, aunque se han observado cristales con débil anisotropismo anómalo. Reflectividad=16,5 %—17,8 %, inferior al valor de reflectividad que dan UYTENBOGAARDT, V. y BURKE, E. A. J. (1971) para la magnetita medida con igual longitud de onda.

Se presenta prácticamente inalterada; sólo en algunos cristales se ha observado una incipiente martitización; esta martitización o hematitización de la magnetita, se localiza en zonas superficiales lo que demuestra que es, sin duda, un proceso descendente debido a acciones meteóricas.

No ha sido observada ninguna desmezcla.

Se ha formado posteriormente a los silicatos de las rocas eruptivas y a los del skarn, fundamentalmente a hedembergita y hornblenda (fig. 8 y 9), aunque una pequeña proporción de esta última es posterior a magnetita y la atraviesa.

La concentración de este mineral, que, en la mina se efectúa por procedimientos magnéticos, no presenta ningún problema, debido a sus bordes lisos y netos en contacto con los minerales que le acompañan (fig. 15). Ambos factores son muy importantes en la evaluación de un yacimiento de hierro, OHLE, E. L. (1972).

**Vonsenita:**  $\text{BO}_3\text{Fe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}$ . Presenta color negro brillante, habitus fibroso y se dispone en bandas alternantes con magnetita (fig. 14).

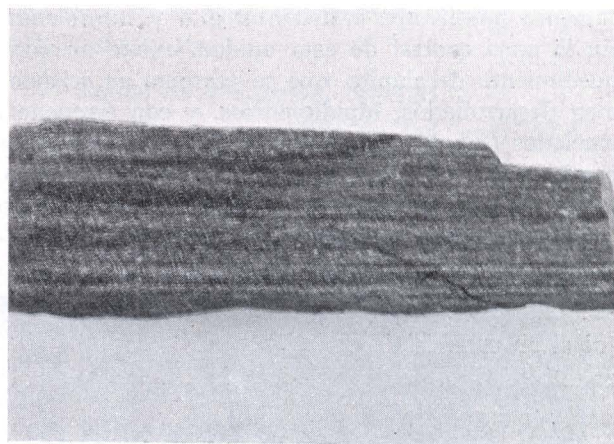


Figura 14

Vonsenita fibrosa alternante con finas bandas de magnetita (Reducción,  $\times 3/5$ )

El estudio óptico, químico y de Rayos X, ya se hizo en nuestro trabajo: Presencia de vonsenita en la mina "Monchi", CUETO, A., RUIZ, C. y ARÉVALO, P. (1971), llegándose a la conclusión de que se trata de una vonsenita muy semejante a la de Jayville, LEONARD, B. F. y VLISIDIS, A. C. (1961).

**Pirrotina:**  $\text{SFe}$ . Se presenta en masas irregulares, sus granos tienen diámetros medios que oscilan alrededor de los 0,144 mm llegando en algunos casos a 1 mm de diámetro. El pulido es bueno. Presenta crucero marcado, y en ocasiones se observan macclas.

Microdureza Vickers=222-322. Su color es pardo rosado con pleocroísmo de blanco rosado a blanco rosado pardo. La reflectividad en aire para ambas posiciones (dado que es un mineral anisótropo), ha resultado ser 33-44 % y 35,9-38 %, respectivamente. El anisotropismo es fuerte, en tonos pardos y grises.

A veces se altera a pirita, alteración que progresa según el crucero (0001) de la pirrotina. Aparece atravesada por estrechas vetas de limonita descendente.

La pirrotina va asociada a hedembergita y hornblenda principalmente, entre los componentes no metálicos; de los metálicos está en íntima relación, con magnetita, pero se ha generado con posterioridad a ella, ya que se observan numerosas secciones de pirrotina atravesando y rodeando a magnetita (fig. 15).

Se ha observado un enriquecimiento de este mi-



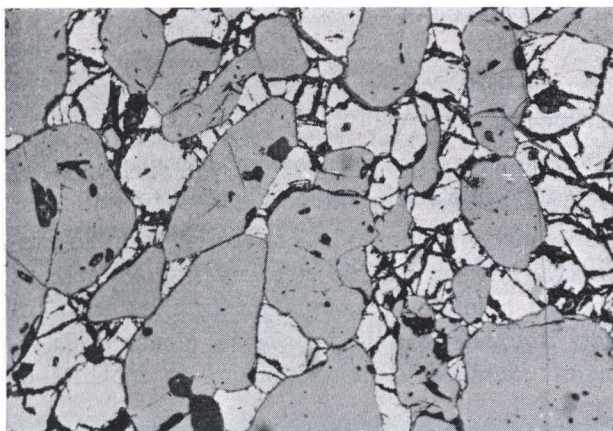


Figura 15

Pirrotina que rodea a magnetita y es posterior a ella (luz reflejada, aire. X90, N//)

neral según vamos avanzando en la metalización hacia el Norte en el sentido del rumbo.

*Lolingita* (Fe, Co, Ni)  $As_2$ . Se presenta en bandas alternantes con magnetita. Textura granoblástica de cristales bien desarrollados con diámetros comprendidos entre 0,89 mm y 0,07 mm; debido a esto se puede separar fácilmente con moliendas inferiores a 1 mm.

Su pulido es bueno. Hemos observado algunos cristales maclados. Microdureza Vickers=610. El color es blanco muy puro, con pleocroísmo de blanco amarillento a blanco azulado. Reflectividad en aire=55,5 %.

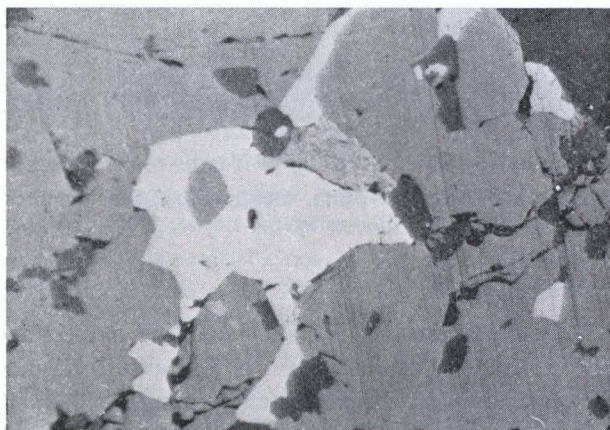


Fig. 16

Lolingita (blanco), posterior a magnetita (gris claro). Diseminados granos de ganga (gris oscuro) (Luz reflejada, aire, X90, N//)

Se ha generado posteriormente a magnetita (figura 16).

El mineral ha sido separado y analizado por difracción de Rayos X, ya que ópticamente hay varios minerales muy semejantes. Posteriormente se ha realizado el análisis químico, es el siguiente:

As ... ..	71,62 %
Fe ... ..	19,7 %
Co ... ..	8,67 %
Bi ... ..	no se aprecia
Cu ... ..	no se aprecia

A partir de este análisis, el mineral puede clasificarse como una lolingita cobaltífera, ya que el hierro está en proporción inferior al 85 por 100 y el cobalto supera al níquel, esto según el criterio tradicional dado por HOLMES, R. J. (1947), aunque posteriormente ha sido discutido por RADCLIFFE, D. (1968).

*Ilvaíta*:  $Ca Fe^{2+}Fe^{3+}(OH/O/Si_2O_7)$ . Es un mineral relativamente raro en la naturaleza y aparece como un último mineral en los depósitos de skarn de hedbergita, BURT, D. M. (1971). Generalmente, se presenta en vetas (fig. 17) que tienen un espesor medio de 0,05 mm. Los cristales tienen generalmente forma de agujas y muestran contactos netos y rectilíneos.

Microdureza Vickers=792; dureza de pulido mayor que magnetita. El color es gris, con intenso pleocroísmo de reflexión (fig. 18) que en aire tiene tonos grises, azulados y rosados y, en aceite, tonos que van del gris al añil, a veces se observan tonos

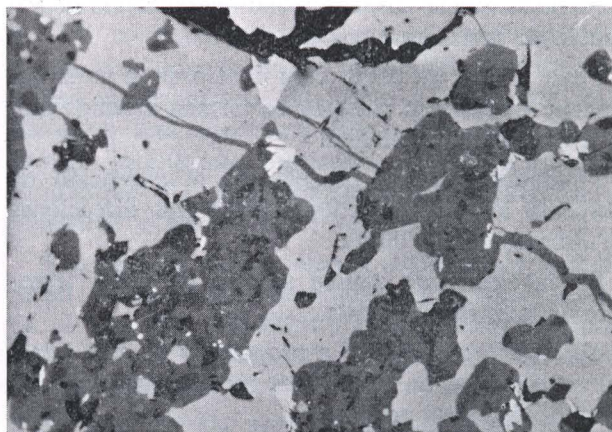


Figura 17

Ilvaite en vetas, atravesando a magnetita (Luz reflejada, aire, X90, N//)





Figura 18

Ilvaite, mostrando su fuerte pleocroísmo (luz reflejada, aceite, X350, N//)

verdes, rojos y violetas; en secciones tabulares presenta color gris oscuro con tinte azulado para la posición longitudinal (diferencia con vonsonita) y pardo rosado con tinte rojizo para la posición diagonal. Reflectividad en aire=6,7 % y 7,5 % para ambas posiciones, ya que es un mineral anisótropo. Este anisotropismo es fortísimo (fig. 17), de naranja vivo a gris muy oscuro, casi negro, pasando por tonos rojizos y grises azulados; es característico para secciones paralelas a (010) los colores naranja en las dos posiciones diagonales (diferencia con vonsonita).

Se altera a hematites y limonita.

Claramente posterior a magnetita, a la que atraviesa en vetas (fig. 17).

Al igual que la vonsonita, es mineral típico de yacimientos metasomáticos de contacto.

**Pirita:**  $S_2Fe$ . Su proporción dentro de la metalización es muy escasa. Sus granos forman mosaico junto a magnetita y lolingita.

Fundamentalmente procede de la alteración de pirrotina a la que sustituye siguiendo direcciones de crucero basal (0001).

Se ha observado alguna sección de pirita transformándose en marcasita.

**Calcopirita:**  $CuFeS_2$ . La proporción de este mineral es pequeña. Su tamaño es reducido y oscila alrededor de 0,048 mm.

Microdureza Vickers=203-205. Presenta su típico color amarillo latón. Reflectividad=42 %. Se han reconocido maclas.

Generalmente va asociada a pirrotina y es, en parte, simultánea y, en parte, posterior a ella: por tanto, no hay duda de que calcopirita es posterior a magnetita.

Debido a su escasa proporción, hay que desechar la idea de explotarlo como subproducto.

**Cobaltina** (Co, Fe)AsS. Aparece en bajísima proporción, inferior a la de la calcopirita. Siempre va asociada a lolingita, aunque presenta un tono rosado característico que destaca del blanco de la lolingita; también el anisotropismo de cobaltita es más débil.

**Bismuto-Bismutina:** Su proporción es escasísima. Se presentan distribuidos muy irregularmente. El bismuto tiene formas esqueléticas con diámetros muy reducidos, oscilando alrededor de 0,014 milímetros.

El bismuto presenta mal pulido, con abundantes rayas (fig. 19), debido a su baja dureza (inferior a la del resto de los minerales que le acompañan).

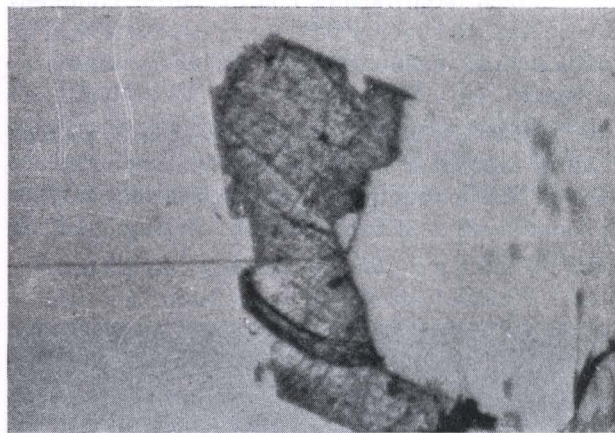


Figura 19

Cristal de bismuto en pirita. Obsérvense las abundantes rayas de pulido (luz reflejada, aceite, X350, N//)

El bismuto está asociado a bismutina o incluido en lolingita; la bismutina se diferencia del bismuto por su color azulado y su menor dureza.

Su bajísima proporción dentro de la metalización, excluye la posibilidad, a pesar del elevado precio del metal bismuto, de que sean recuperados como subproductos en esta mina.



## TEMPERATURA DE FORMACION

Del estudio a escala meso y microscópica efectuado en esta mina, y empleando criterios semejantes a los usados por LAMEY, C. A. (1961) para depósitos de hierro metasomáticos de contacto, se pone de manifiesto que la metalización ferrífera, es una metalización de skarn, formada con posterioridad a todos los minerales de la roca eruptiva a los que cruza (fig. 20). y, por tanto, su temperatura de formación será inferior a la de la roca eruptiva ya que la temperatura decrece con el tiempo.

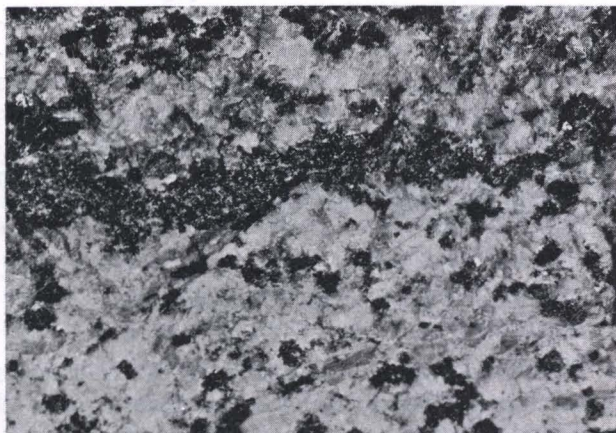


Figura 20

Metalización formada posteriormente a la roca eruptiva a la que se atraviesa. Muestra de mano (Reducción X 1/2)

po; por otra parte, la presencia de esta magnetita, excluye la posibilidad de que el depósito sea puramente singenético. También es posterior la metalización a los silicatos del skarn, granate andradita (fig. 10), piroxeno diópsido-hedembergita (figura 8) y epidota (fig. 12). Es fundamentalmente simultánea a hornblenda, que es en gran parte, anterior a la magnetita (fig. 9), por la que es orlada y en una pequeña parte posterior a la misma, ya que la cruza en forma de vetillas. El orden de deposición paragenética, por tanto, es: diópsido-hedembergita-andradita-hornblenda-magnetita-vonseinita-ilvaíta-sulfuros-clorita y calcita.

Respecto a la temperatura de formación de metalizaciones de skarn con magnetita como la presente, LELEU, M. et al. (1973), dan temperaturas comprendidas entre 500-600° C para la formación de los minerales de skarn de Grecia; SANGSTER, D. F. (1969) las da en un rango de 480-800° C para los de la Columbita Británica, y 500-600° C para la forma-

ción de la magnetita; SHOJI, T. (1975) da temperaturas inferiores a 600° C pero no superiores a 400° C para la metalización de hierro y cobre en skarn de Chichibu (Japón); DIMANCHE, F. (1971) sitúa la temperatura de la metalización de los skarn de la isla de Elba en el intervalo de 450-500° C.

Para determinar la temperatura de nuestra metalización ferrífera partimos de la base de que la temperatura decrece con el tiempo y, por tanto, la temperatura máxima de deposición de magnetita es igual o más baja que la del skarn, ya que la magnetita se depositó en época en que el skarn se hallaba ya formado y su separación tuvo lugar fundamentalmente por procesos de sustitución del piroxeno, granate, anfíbol, etc.

La proporción de  $\text{TiO}_2$  de la magnetita de esta mina se encuentra comprendida entre 0,02 por 100 y 0,2 por 100, y es propia de magnetitas del período postmágico, mientras que una proporción superior al 0,5 por 100 corresponde a magnetitas ortomagmáticas. La magnetita de esta mina nunca presenta  $\text{TiO}_2$  en forma de ilmenita desmezclada en los planos (111) y, teniendo en cuenta que este componente es abundante en forma de esfena en las rocas del entorno de la metalización, hay que pensar que no se alcanzó la temperatura de 600-700° C, que es la de la desmezcla, RÖSLER, H. J., y LANGE, H. (1965). La magnetita es, pues, postmagmática y no ortomagmática.

En esta mina se reproducen las tres fases propias de los skarns. KIEU DUONG, P. (1969): a) fase silicatada, b) fase ferrífera, c) fase sulfurada. Existe, como vamos a ver, un descenso gradual de temperatura de la primera a la última.

La formación de hedembergita y andradita (figura 10) corresponde a un mismo estadio, donde existe un aumento en la movilidad del magnesio y una mayor inercia del hierro. Con la formación de estos dos minerales (fase silicatada) acaba el primer período de formación del skarn (intervalo 650-500° C, caracterizado por la presencia de minerales anhidros (piroxeno-granate).

A partir de este momento comienza la segunda etapa de formación de minerales postmagmáticos en el intervalo 500-400° C. Este período se caracteriza por la introducción de grupos (OH) en la celdilla cristalina.

En este período aumenta extraordinariamente la actividad de los álcalis Na y K en las disoluciones postmagmáticas, al mismo tiempo que el Fe alcanza en las mismas su máxima concentración.

Todo esto determina la formación de hornblenda y magnetita (fig. 9), cuya estrecha asociación pone de manifiesto la simultaneidad o casi simultaneidad de su formación, siendo la magnetita inmediatamente posterior a hornblenda, aunque una pequeña parte es simultánea. La abundancia de hornblenda indica la presencia del hierro y álcalis en las disoluciones, al igual que la de magnetita pone de manifiesto la presencia de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  en las mismas (fase ferrífera).

Teniendo en cuenta que la composición y naturaleza de las menas están condicionadas por la de la roca encajante, se puede hablar de una misma "facies mineral", tanto para los minerales metálicos como para la roca de caja, NICOLINI, P. (1970).

La hornblenda es un mineral característico de la facies de las corneanas de hornblenda, y WINKLER, H. G. F. (1967) establece como límite inferior de temperatura de esta facies la de  $520 \pm 15^\circ \text{C}$ . Trabajos posteriores de WINKLER, H. G. F. (1970) y (1974), no cambia mucho esa temperatura, en lo que a nosotros afecta, ya que WINKLER, H. G. F. (1974), página 233, da como temperatura de formación de la hornblenda alrededor de  $500^\circ \text{C}$ , siendo la temperatura, según el mismo autor, prácticamente independiente de la presión. Por tanto, podemos establecer el límite superior de temperatura de la formación ferrífera epigenética de magnetita en  $500^\circ \text{C}$ . Ya hemos dicho que la magnetita es inmediatamente posterior a la hornblenda del skarn y, por tanto, formada a temperatura ligeramente inferior, pues en la paragénesis de esta mina se observa un descenso gradual de temperatura, que comienza con la formación de diópsido y hedenbergita y acaba con la formación de magnetita, que marca el límite inferior de temperatura de la metalización hipercrítica.

Como ya hemos indicado, la presencia de sulfuros (fase sulfurada) es propia de metalizaciones de skarn, y en esta mina, como también es regla general, los sulfuros, pirrotina, pirita, calcopirita, etc., que acompañan a la metalización de magnetita, son, sin duda, posteriores a la misma (figs. 15 y 16).

Los fluidos mineralizadores que han constituido la metalización de esta mina han mostrado, en todos sus estadios, abundancia del elemento Fe, como lo demuestra que hayan formado sucesivamente magnetita y minerales que son ferríferos, en todos o casi todos sus miembros, pirrotina, pirita, lollingita, calcopirita y cobaltina.

La cubanita,  $\text{S}_2\text{Fe}_2\text{Cu}$ , es un termómetro geológico importante, RAMDOHR, P. (1969), y BORCHERT, H. (1934), ya que a temperaturas comprendidas entre  $250\text{-}300^\circ \text{C}$  se desmezcla de la calcopirita. El hecho de que este sulfuro no aparezca en la calcopirita de esta mina no puede atribuirse a ausencia o escasez de Fe en los fluidos mineralizadores, como ya hemos indicado, sino a la circunstancia de no haberse alcanzado la temperatura de la desmezcla; por tanto, la calcopirita se formó bien entrado el período hidrotermal, a temperaturas inferiores a los  $300^\circ \text{C}$ .

Resumiendo, la metalización epigenética de la mina "Monchi", consta de una metalización ferrífera de magnetita, formada en el período hipercrítico, a temperaturas inferiores a  $500^\circ \text{C}$ , y una metalización de sulfuros hidrotermales posteriores, que han comenzado a formarse a temperaturas próximas a los  $300^\circ \text{C}$  y han seguido formándose en un amplio intervalo de temperaturas inferiores.

## ORIGEN DEL HIERRO

Ya hemos expuesto, al hablar de los problemas generales, las dificultades a la hora de explicar el origen del hierro para este tipo de metalizaciones, vamos, por tanto, a intentar resolverlo para el caso de este depósito.

Para la formación de un yacimiento de hierro, este elemento debe ser concentrado, al menos, cinco o seis veces respecto de su proporción media o "clark" en las rocas de la corteza terrestre, que es del 5 por 100, HOLSER, W. T., y SCHNEER, C. J. (1961); en este proceso hay que explicar, por tanto, el origen del hierro acumulado, que, para nuestro caso particular de un depósito metasomático de contacto, es cuestión muy importante.

Con frecuencia se ha atribuido el origen del hierro a una fuente desconocida, aunque esto no resulte muy científico.

En algunos yacimientos de este tipo, como en Scott, Mine, STERLING LAKE, N. Y., se ha explicado el origen del hierro como procedente de la roca en que encaja la metalización, HAGNER, A. F., et al. (1963), que, en este caso, es una anfibolita. A la misma fuente atribuyen el hierro COLLINS, L. B. (1969).

Para otros autores, el hierro de las metalizaciones de skarn se puede explicar incluso a partir de



las rocas intrusivas, BARTHOLOMÉ, P. (1970). Por el contrario, KITTL, E. (1966), argumenta que las rocas graníticas no constituyen fuentes de metales, que, como el hierro, son más propios de rocas básicas o ultrabásicas, pero son el motor susceptible de movilizar o concentrar mineralizaciones anteriores.

En otras ocasiones, el hierro, bien puede ser material primario, en el sentido de que ha alcanzado su concentración final totalmente a través de un proceso de diferenciación ígnea, o bien puede proceder del material engolfado o asimilado por el plutón, fundido en un estadio profundo y expulsado en el estadio final de la consolidación del magma, STANTON, R. L. (1972), pág. 620.

La existencia de procesos de asimilación se pone de manifiesto, tanto en los afloramientos de campo como en el estudio petrográfico efectuado, ya que se observan síntomas inequívocos de que la roca eruptiva ha asimilado materiales de las rocas metamórficas adyacentes y de que este proceso ha determinado la contaminación de la roca eruptiva.

BURNHAM, C. W. (1959), admite que la variación de la composición de las rocas plutónicas en contacto con rocas de carbonatos, se debe a la mayor o menor contaminación, o sea a la mayor o menor asimilación. En nuestro caso vamos a ver cómo las rocas plutónicas tienen composición variada: cuarzomonzonita, monzonita, diorita y sienita.

Los criterios de la existencia de este proceso son los siguientes:

a) La desilicificación que experimentan las rocas plutónicas, ya que al asimilar hierro y otros materiales de las rocas metamórficas adyacentes, al mismo tiempo que aportan sílice para la formación de los minerales del skarn, pasan de monzonitas, figura 2 (1), a sienitas, fig. 2 (3) y (6), pasando por dioritas, fig. 2 (2), en los contactos con enclaves de roca de carbonato.

b) Contenidos anormales de minerales ferromagnesianos, biotita, piroxeno y anfíbol en la roca eruptiva fig. 2 zona (2) fig. 4, fig. 2 zona (24) y figura 13.

c) Presencia de minerales anómalos en rocas eruptivas ácidas, como la cordierita o pinnita (pseudomórfica de cordierita) fig. 2 zona (1), fig. 3, y la bronzita en la roca eruptiva fig. 2, zona (10) y fig. 5.

d) Bandas o zonas de coloración oscura, formadas por minerales ferromagnesianos y xenolitos que presentan todos los grados de asimilación, incluidas en la roca eruptiva (fig. 21).

e) Enclaves de bordes redondeados incluidos en la roca eruptiva que indican la reacción entre la roca eruptiva y el material asimilado.

f) Bordes de reacción en la biotita de corneanas, cuando éstas se hallan en contacto con la roca eruptiva fig. 4, zona (1).



Figura 21

Zona de coloración oscura, formada por minerales ferromagnesianos, incluida en la roca eruptiva. Muestra de mano (Tamaño natural)

A la vista de estos procesos de asimilación, pensamos que el magma granítico paligenético ha digerido grandes masas de material rico en hierro del entorno metamórfico, y que, por tanto, el hierro de este depósito es un hierro de origen sedimentario.

Por todo lo anterior, cabe deducir que el enriquecimiento en hierro ha tenido lugar no por procesos de diferenciación ígnea, sino por procesos de asimilación.

## CONCLUSIONES

La mina Monchi presenta una metalización ferrífera, de magnetita principalmente, epigenética de skarn.

La metalización se ha formado posteriormente a los minerales de la roca eruptiva.

El orden de deposición paragenética es: diopside-hedembergita - andradita - hornblenda - magnetita - vonsenita - ilvaíta - sulfuros - clorita - calcita.

Se reproducen las tres fases propias de los skarn:

- Fase silicatada, formada por hedembergita y andradita; su temperatura de formación es superior a los 500° C.
- Fase ferrífera, formada por hornblenda y magnetita; la hornblenda es casi en su totalidad inmediatamente anterior a magnetita; por tanto, la temperatura de formación de la metalización de magnetita es inferior a 500° C, ya que el límite superior de temperatura de formación de la magnetita, lo establece la temperatura de formación de la hornblenda, que es alrededor de 500° C (prácticamente, independiente de la presión).
- Fase sulfurada, formada por pirrotina, calcopirita, etc., dentro del período hidrotermal, a temperaturas próximas e inferiores a los 300° C.

Existen, tanto a escala macroscópica, como microscópica, claros procesos de asimilación por parte de la roca eruptiva, la cual ha digerido grandes masas de material rico en hierro de las zonas metamórficas adyacentes, que ha determinado la contaminación de la roca eruptiva.

Por tanto, deducimos que el enriquecimiento en hierro no ha tenido lugar por procesos de diferenciación ígnea, sino por procesos de asimilación.

### AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi gratitud al profesor Tirso Febré por la constante ayuda que de él he recibido.

Agradezco al IGME las facilidades dadas para la realización de este trabajo, dentro de la investigación de hierros del suroeste.

Quiero dar las gracias a mis compañeros de los laboratorios del IGME, que, de una forma u otra, han hecho posible este trabajo.

Mi agradecimiento, por todas las facilidades que he recibido de la empresa que dirige la mina Monchi y, especialmente, de don José Gómez Cardaña.

### BIBLIOGRAFIA

- ARRIBAS, A.: *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Burguillos del Cerro (Badajoz)* "Est. Geol.", vol. XVIII. Madrid, pp. 173-192 (1962).
- BARTHOLOME, P.: *Minerais et skarns dans les auréoles de métamorphisme*. "Mineral. Deposita", Berl., 5, n. 4, pp. 345-353 (1970).
- BORCHERT, H.: *Ueber Entmischungen in System Cu-Fe-S und ihre Bedeutung als geologisches Thermometer*. "Chemie der Erde 9", pp. 145-172 (1934).
- BURNHAM, C. W.: *Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California*. "Bull. Geol. Soc. Am.", 70, pp. 879-920 (1959).
- BURT, D. M.: *The facies of some Ca-Fe-Si skarns in Japan*. "Annual Report of the Director Geophysical Laboratory", pp. 185-188 (1971).
- COLLINS, L. B.: *Host rock origin of magnetite in pyroxene skarn and gneis and its relation to alaskita and hornblende granite*. "Econ. Geol. 64", n. 2, USA, páginas 191-201 (1969).
- CUETO, A.; RUIZ, C., y ARÉVALO, P.: *Presencia de vonsenita en la mina "Monchi", Badajoz (España)*. "Bol. Geol. y Min.", t. LXXXII-II, pp. 186-190 (1971).
- DIMANCHE, F.: *Les minerais de magnétite et les skarns du Ginevro (Ille d'Elbe, Italie)*. "Mineral. Deposita", vol. 6, pp. 356-379 (1971).
- GASCÓN MIRAMÓN, A.: *Los criaderos de hierro de Burguillos del Cerro (Badajoz)*. Madrid, pp. 43 (1904).
- HAGNER, A. F.; COLLINS, L. G., y CLEMENCY, C. V.: *Host rock as a source of magnetite ore, Scott Mine, Sterling Lake, New York*. "Econ. Geol.", vol. 58, pp. 730-768 (1963).
- HARKER, A.: *Metamorphism*. "Chapman and Hall", pp. 362 (1974).
- HOLMES, R. J.: *Higher mineral arsenides of cobalt, nickel and iron*. "Bull. Geol. Am.", V, vol. 58, pp. 299-391 (1947).
- HOLSEN, W. T., y SCHNNER, C. J.: *Hydrothermal magnetite*. "Geol. Soc. Am. Bull.", vol. 72, pp. 369-386 (1961).
- HUTCHISON, C. S.: *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*, John Wiley, pp. 527 (1974).
- KIEU DUONG, P.: *Skarns et minéralizations asociés*. "Chronique des mines et de la recherche minière, n. 387, octubre, pp. 292-359 (1969).
- KITTL, E.: *Características de los yacimientos metalíferos y de los ciclos metalogenéticos en la Argentina*. Comu-



- nicación Museo Arg. Ciencias Nat. Bernardino Rivadavia. Ins. Nac. Invest. Ciencias Nat., Buenos Aires, "Geol", t. II, n. 1, p. 13 (1966).
- LAMEY, C. A.: *Contact metasomatic Iron Deposits of California*. "Bull. Geol. Soc. of Am.", vol. 72, n. 5, pp. 669-678 (1961).
- LELEU, M.; MORIQUIS, A., y PICOT, P.: *Sur des minéralizations de type skarns au Laurium. Grèce*. "Mineral Deposita", vol. 8, n. 3, septiembre, pp. 259-263 (1973).
- LEONARD, B. F., y VLISIDIS, A. C.: *Vonsenite at the Jai-ville Magnetite deposits, St. Lawrence Country, New York*. "Am. Min.", 46, pp. 7-8 (1961).
- NICOLINI, P.: *Gitologie des concentrations minérales strati-formes*. Gauthier-Villars, p. 792 (1970).
- OELSNER, O., y KRUGER, E.: *Erzlagertstätten. Intramagmatistische Lagerstätten Lagerstätten der überkritischen Abfolge*. "Bergakademie Freiberg", p. 88 (1968).
- OHLE, E. L.: *Evaluation of iron ore deposits*. "Econ. Geol.", vol. 67, n. 7, noviembre, pp. 953-964 (1972).
- PASTOR MENDÍVIL, M., y DOETCH, J.: *Manganesos y hierros de la provincia de Badajoz*. "Not. Com. IGME", n. 43, pp. 31-134 (1956).
- RADCLIFFE, D.: *Chemistry of safforite - löllingite*. "Can. Miner.", 9, 579 (1968).
- RAMDOHR, P.: *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon Press, p. 1174 (1969).
- RÖSLER, H. J., y LANGE, H.: *Geochemische Tabellen*. "Veg. Deutscher", Leipzig, p. 328 (1965).
- ROSO DE LUNA, I.: *Explicación de la hoja n. 853, Burguillos del Cerro (Badajoz)*. IGME, Madrid, p. 108 (1955).
- SANSTER, D. F.: *The contact metasomatic magnetite deposits of Southwestern British Columbia*. "Bull. Geol. Surv. Can", 172, p. 85 (1969).
- SHOJI, T.: *Role of Temperature and CO<sub>2</sub> pressure in the formation of skarns and its bearing on mineralization*. "Ec. Geology", vol. 70, pp. 739-749 (1975).
- STANTON, R. L.: *Ore Petrology*. Mc. Graw Hill Book Company, pp. 713 (1972).
- STAMMBERGER, F.: *Theoretische Grundlagen der Bemusterung von Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe*. "Akademie Verlag, Berlín, p. 254 (1965).
- UYTENBOGAARDT, W., y BURKE, E. A. J.: *Tables for microscopic identification of ore minerals*. Elsevier Publishing Company, p. 430 (1971).
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Revised Second Edition. Springer Verlag, Berlín, p. 237 (1967).
- WINKLER, H. G. F.: *Abolition of Metamorphic Facies. Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and a Classification based on Isograds in Common Rocks*. "N. Jahrbuch F. Mineralogie Monatshefte", pp. 189-248 (1970).
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, New York Inc., pp. 320 (1974).

Recibido: Julio 1975.